

ÜBER GRANITISCHE VERDRÄNGUNGSGÄNGE IM DIORIT DER BROCKENMASSIV-OSTRANDZONE (Harz)

ROLF SEIM und JÜRGEN EIDAM

Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

1. EINFÜHRUNG

In einer vorausgegangenen Arbeit wurden metasomatische Prozesse an einem Diorit-Granitkontakt im Brockenmassiv beschrieben. Aus einem Gabbrodiorit entstanden durch K(Na)-Feldspat- und Quarzeinsprossung granodioritische Gesteine. Dünnschliffintegrationen ergaben, daß die Metasomatose mit einem Abbau von Bronzit/Diopsid und Plagioklas verbunden ist.

Inzwischen haben wir bei Geländearbeiten in der Ostrandzone des Brockenmassivs festgestellt, daß metablastische Diorite ziemlich verbreitet sind. Solche Gesteine häufen sich im Grenzbereich Diorit-Granit. Außerdem fanden wir an einigen Stellen innerhalb des Diorits recht instruktive Beispiele für die Entwicklung von *Verdrängungsgängen* (replacement dikes), wie sie von GOODSPEED [1940] definiert und von BURKE [1959], JANARDAN [1959], EFIMOV & IVANOVA [1963] und anderen Autoren in ähnlicher Ausbildung beschrieben wurden. In diesen Fällen handelt es sich jedoch meist um Verdrängungsgänge in Metamorphiten bzw. Migmatiten. In solchen Gesteinen vor sich gehende Prozesse sind nicht immer leicht überschaubar, so daß bisweilen mehrere Deutungsmöglichkeiten bestehen. Das gilt insbesondere für die Zone zwischen dem Altbestand und dem neugebildeten Ganggestein, die sich durch eine Anreicherung femischer Bestandteile auszeichnet. Die beiden Möglichkeiten — basische Front oder Melanosom — hat MEHNERT [1959] in seiner ausführlichen Besprechung des Granitproblems gegenübergestellt (Abb. 5, S. 142). Im ersten Fall entstand die an Mafiten angereicherte Zone durch Exsudation leukokrater Minerale (Quarz und Feldspäte) im Verlauf einer hochgradigen Metamorphose: wir sprechen von partieller Anatexis. Die Stoffmobilisation ist dabei an bestimmte pT-Bedingungen gebunden, die das *gesamte* Gestein betreffen und die durch experimentelle Untersuchungen recht gut bekannt sind [WINKLER & v. PLATEN, 1957 bis 1960]. Im anderen Fall haben sich die femischen Komponenten vor einer Verdrängungszone angereichert, wobei die Umbildung ein unterschiedliches Ausmaß erreicht haben kann. Sichere Beispiele einer solchen Verdrängung und Mobilisation sind in erster Linie in magmatischen Ausgangsgesteinen zu erwarten, in denen es durch Zufuhr alkalisilikathaltiger Lösungen, verbunden mit einer lokalen Temperaturerhöhung, zu engräumigen Stoffaustauschprozessen kam.

In diesem Zusammenhang darf darauf hingewiesen werden, daß REITAN [1960] sich mit der genetischen Bedeutung von zwei Typen basischer Zonen, die schmale Pegmatitadern begleiten, ausführlich befaßt hat. Bei dem ersten, oft zu beobachtenden Typ sind die immobilen Elemente — gewöhnlich Mg, Fe und zum Teil Ca — in unmittelbarer Nachbarschaft der Pegmatitadern angereichert, während die mobilen Elemente Si, Al und die Alkalien eine gegenläufige Tendenz zu erkennen geben. Bei dem zweiten, bisher selten beobachteten Typ, bildet sich eine Konzentration der immobilen bzw. eine Verarmung der mobilen Stoffe in einer gewissen Entfernung vom Pegmatit-Nebengesteinskontakt ab. Schließlich erwähnt dieser Autor, daß durch K-Zufuhr bewirkte Umbildung von Amphibol zu Biotit eine „basische Zone“ vortäuschen kann, so daß Modalanalysen und/oder chemische Analysen erforderlich sind, um sicher zu gehen.

Die petrographische Untersuchung von Verdrängungserscheinungen liefert ganz allgemein wichtige Hinweise zur Stoffmigration und -akkumulation. Natürlich sollten im Handstück- und Aufschlußbereich gewonnene Resultate nicht auf größere Räume übertragen werden, sondern vielmehr Prozesse im Kleinbereich eindeutig von großräumigen Metasomatosen abgegrenzt werden. Nach unserer Auffassung ist es abwegig, Saumbildungen von basischen Einschlüssen in einem Granit als Beispiel einer „Granitisierung“ oder „an example of the initial phase of granitization“ [HÄRME & LAITALA, 1955] zu bezeichnen, wenn die entstandene Mineralassoziation weder im Mineralbestand noch im Chemismus granitähnlich wurde. Biotitreiche Reaktionszonen um (Meta-) Basiteinschlüsse im Granit oder Gneis sind verbreitet, ohne daß dabei an Granitisationsvorgänge gedacht werden muß.

Metasomatische Vorgänge sind oft schwer zu beweisen, weil die Umbildung nur selten vom Ausgangsgestein bis zum Endstadium über alle Zwischenstufen hinweg verfolgt und durch Mineral- bzw. Gefügerelikte belegt werden kann. Meist läßt sich die stoffliche Gleichartigkeit benachbarter Gesteinstypen vor der Umwandlung nur annehmen, nicht aber beweisen. Es ist kein Zufall, daß in Verbindung mit Granitisationshypothesen, trotz eingehender Gelände arbeiten und petrographischer Studien, gelegentlich Fehltritte zustande kamen. So hat zum Beispiel BOWES [1953] die Granitisation eines australischen Tillites beschrieben und durch chemische Analysen ergänzt, obgleich die „granitisierten“ Bereiche, wie später CHINNER, SANDO & WHITE [1956] zeigten, ehemalige Granitgeschiebe darstellen.

Verhältnismäßig klar sind Metasomatosen, wenn sie sich auf einem engen Raum abspielen und wenn die Umbildung auf Grund eines steilen Temperaturgefälles oder kurzzeitiger Stoffzufuhr nicht durchgreift. Als derartige „Initialstadien“ der Metasomatose, die nicht selten den Schlußakt einer magmatischen Entwicklung des betroffenen oder eines benachbarten Gesteins darstellen, haben wir einen Teil der Verdrängungsgänge zu betrachten. ABDULAEV [s. PALIVCOVA, 1960] schlägt vor, solche Gangbildungen als „Meta-Gesteinsgänge“ zu benennen. Diese Bezeichnung wird von uns abgelehnt, weil sie im deutschsprachigem Schrifttum zu Mißverständnissen führen würde. Man verstünde darunter metamorphe Ganggesteine, wie z.B. epizonal beanspruchte (mylonitisierte) Granitgänge. Indessen erscheint ABDULAEV's Einteilung der metasomatischen Gangbildungen in

a) Gesteinsgänge der magmatischen Metasomatose als Resultat der Granitisation in den Gesteinen des Rahmens und

b) Gesteinsgänge der postmagmatischen Metasomatose als Ergebnis der Verdrängung durch postmagmatische Lösungen innerhalb des Intrusivkörpers als brauchbar, wenngleich die Trennung zumeist schwierig sein dürfte.

2. VERDRÄNGUNGSGÄNGE IM DIORIT

Geländebefund: Unser Material entstammt dem Dioritsteinbruch im Braune-Wassertal 700 m nördlich vom Großen Thumkuhlenkopf und dem Steinbruch an den Hippeln westlich vom Kantorkopf (Meßtischblatt Wernigerode, Nr. 2305). Im Braune-Wassertal grenzt der Quarzbiotitaugitdiorit des Brockenplutons an mittel- und oberdevonische Schichten des sudetisch oder asturisch gefalteten Rahmens. In diesem Steinbruch sind die Verdrängungsgänge besonders gut ausgebildet. Sie erreichen eine Mächtigkeit bis zu 20 cm und unterscheiden sich von ausgesprochenen Dilatationsgängen, die im gleichen Gebiet beobachtet werden können, durch starke Mächtigkeitsschwankung und eine ausgesprochen buchtige Grenze zwischen der granitoiden Gangfüllung und dem benachbarten Diorit (*Abb. 1*).

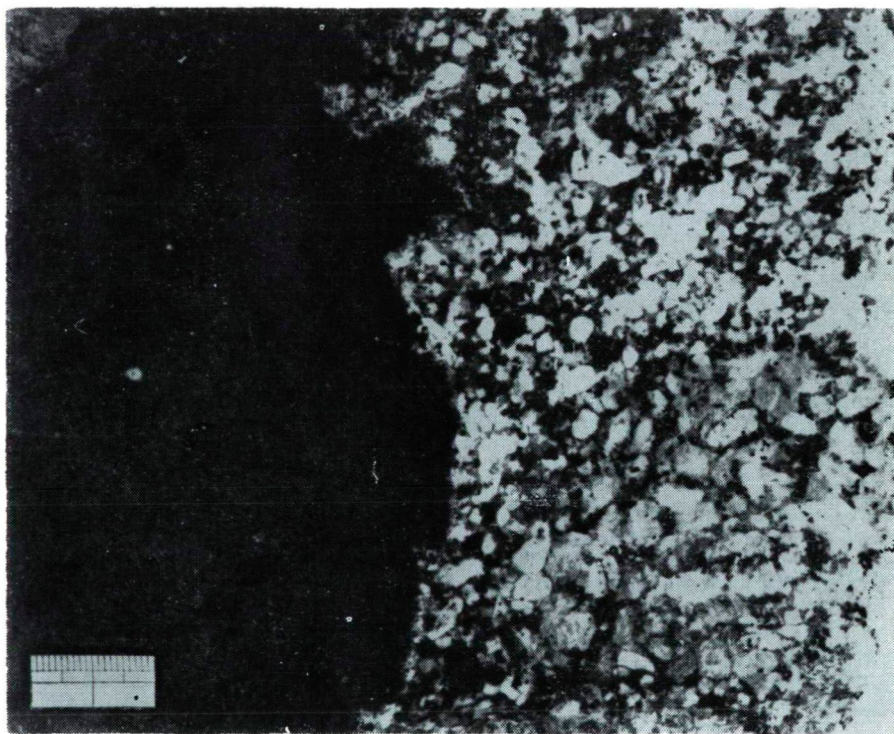


Abb. 1. Buchtige Grenze zwischen dem Diorit und dem granitoiden Ganggestein. Im Diorit etwa 1 cm breite dunkle Saumzone; im Ganggranit zahlreiche Reliktbestände der femischen Bestandteile des Diorits.

Mitunter ist zu sehen, wie die Verdrängung entlang feiner Risse etwas weiter in den Diorit vorgedrungen ist. An der Grenze hat sich im Diorit ein etwa 1 Zentimeter breiter dunkler Saum ausgebildet.

Im Gang sind stellenweise Relikte des Diorits vorhanden. Die Übergangszone ist durch porphyrisches Gefüge gekennzeichnet, während in der Gangmitte grobkörniger Granit auftritt. Das Ganggestein ist stellenweise reich an Mafitresten (*Abb. 1* rechts oben) und unterscheidet sich dann merklich von den gewöhnlichen

Granitgängen. Die Verdrängung des Diorits ist an dessen Kluftgefüge gebunden und somit jünger als die Anlage der prototektonischen Klüfte [CHROBOK, 1964]. Die vom Kluftnetz vordringende Umwandlung führt gelegentlich zu einer ballenförmigen Zerlegung des Diorits. Auch dann weisen die vom granitoiden Material umgebenen Dioritschollen eine cm-mächtige dunkle Saumzone auf.

Zweifelloos können in einem weiteren Umwandlungsstadium chorismatische Gefüge, die den Eindruck einer Schollenassimilation bzw. Eruptivbrekzie erwecken, entstehen. Derartige Verhältnisse treffen wir an der Granit-Dioritgrenze im Holtemmetal kurz unterhalb der Steinernen Renne an. In diesem Aufschlußgebiet am SE-Hang des Holtemmetals „schwimmen“ gerundete Diorit-„Einschlüsse“ im Granit. Offenbar befinden wir uns in einem etwas tieferem Anschnittniveau. Wir können nicht eindeutig entscheiden, ob metasomatische oder intrusive Vorgänge wirksam waren. Vielleicht läßt sich durch petrographisch-geochemische Untersuchungen und durch ein gründliches Studium der Gefügeentwicklung in sicheren Metasomatiten eine Klärung darüber herbeiführen, ob ein Intrusivverband vorliegt oder durch vorangeschrittene Verdrängung eine granitische Zusammensetzung erreicht wurde. Wir müssen von vornherein damit rechnen, daß metasomatische Prozesse und Schollenassimilation ähnliche Gefügebilder hervorbringen. Die hier angeschnittenen Möglichkeiten erschweren die von ERDMANSDÖRFFER [1951] vorgeschlagene Trennung zwischen „Intrusivgraniten“ und „in-situ-Graniten“ erheblich.

Dünnschliffbild und Variation des Mineralbestands

Für die Bestimmung der quantitativ-mineralogischen Zusammensetzung und für Dünnschliffuntersuchungen wurden die megaskopisch abgrenzbaren Zonen bzw. die Übergangsbereiche eines Verdrängungsganges mit der Trennschleifmaschine MINOSECAR FR-Z des VEB Rathenower Optische Werke herausgeschnitten und Schliffserien angefertigt. Im Anschluß daran erfolgte die Ermittlung des Modalbestands mit dem Punktzählgerät ELTINOR der gleichen Firma. Untersuchungen am Diorit des Brockenmassiv-Ostrandzone und an Granitvarietäten des Brockenmassivs wurden zum Vergleich ebenfalls vorgenommen.

Die Veränderungen im Mineralbestand sind in einer graphischen Darstellung veranschaulicht (Abb. 2). Dabei wurde zwischen folgenden Gesteinstypen bzw. — varietäten unterschieden:

- 1 Diorit-Normalvarietät vom Ostrand des Brockenmassivs
- 2 Diorit neben dem Verdrängungsgang
- 3 Dunkle Saumzone im Diorit neben dem Verdrängungsgang
- 4 Metablastischer Diorit unmittelbar neben der Saumzone
- 5 Metablastischer Diorit in etwas größerer Entfernung
- 6 Granitoider Gang „granit“ mit Gefüge- und Mineralrelikten
- 7 Granit aus der Mitte des Verdrängungsganges
- 8 Mittelwert und Variationsbreite von Brockengranitvarietäten.

In einer Serie von Gesteinsdünnschliffen ließen sich folgende Beobachtungen anstellen:

Der fein- bis mittelkörnige *Normaldiorit* des Brockenmassiv-Ostrandzone besteht aus Plagioklas (zonar 65—15% An), monoklinem und rhombischem Pyroxen, Biotit und Hornblende. In fast allen Proben sind Quarz und Kalifeldspat in geringer Menge enthalten. Akzessorische Bestandteile sind Apatit, wenig Zirkon und Erz. Als sekundäre Bildungen treten vor allem Epidot, Chlorit und Serpentin auf. Im Dioritsteinbruch im Braune-Wassertal ist eine Amphibolitisierung der femischen Komponenten auffällig. Das Gefüge bildet eine Kristallisationsfolge mit Plagioklas, Bronzit und Diopsid als Erstausscheidungen und Biotit/Hornblende, Quarz und Kalifeldspat als jüngeren Gemengteilen ab, wobei die Quarz-Kalifeldspatbereiche nicht selten fleckenartig im Gestein verteilt sind.

Schlierigkeit, starke Korngrößenvariation, Einschlußführung und chemische Variabilität, wie sie den durch Transformation oder Assimilation entstandenen Dioriten eigen sind, fehlen weitgehend. Die petrogenetischen Prozesse, die für die Bildung solcher intermediärer Gesteine in Frage kommen, haben MEHNERT und BÜSCH [1966] zusammengestellt und insbesondere den Prozeß der Dioritbildung durch Remobilisation an geeigneten Aufschlüssen gut untersucht. Für die Diorite des Brockenmassivs dürfte als Bildungsweise eine magmatische Differentiation Gabbro → Diorit oder die Intrusion einer dioritischen Schmelze, die in der Kruste durch anatektische Vorgänge aus Altbestand geeigneter Zusammensetzung hervorging, anzunehmen sein.

Der Modalbestand verweist den überwiegenden Teil des Gesteins in die Gruppe der Quarzdiorite bzw. Tonalite. Es existieren lokal auch gabbroide Typen mit entsprechend höherem Anorthitgehalt des Plagioklasses (bis max. 80% An).

In der *dunklen Saumzone im Diorit neben dem Verdrängungsgang* hat sich der Gehalt an mafischen Komponenten weiter erhöht. Auffälligerweise ist hier auch etwas mehr Quarz anzutreffen, wogegen die Plagioklasmenge verringert erscheint. Charakteristisch für diese schmale Zone ist die Bildung kleiner Diopsidkörner, die sich besonders in den Plagioklasleisten ansiedeln. Während der feinkörnige Diopsid ganz frisch erscheint, ist der Biotit größtenteils chloritisiert. In unmittelbarer Nähe der Verdrängungsfront und auf schmalen Rissen haben sich Hornblendeaggregate ausgebildet. Die Anorthitgehalte in den unzersetzten Bereichen der Plagioklasleisten sind die gleichen, wie im Normaldiorit ($\approx 45\%$ An). Es ist augenfällig, daß sich in dieser dunklen Saumzone bei der Granitierung des Diorits mobilisierte Elemente (Ca, Mg, Fe) angereichert haben. Der überwiegende Teil dieser Mobilisate wird jedoch entlang des Druckgefälles migriert sein. Diese Annahme müssen wir machen, weil Betrachtungen zur Stoffbilanz zu dem Ergebnis führen, daß nur ein Bruchteil der bei der Gesteinsumbildung mobilisierten Elemente in dieser Saumzone fixiert sein kann.

Im *metablastischen Diorit unmittelbar neben der Saumzone* macht sich eine sprunghafte Quarzzunahme bemerkbar, und zwar zugunsten der melanokraten Gemengteile. Quarz korrodiert die feinschen Bestandteile (Diopsid/Bronzit) und stellenweise auch Plagioklas.

Akzessorischer Apatit und opake Bestandteile werden von den klein- bis mittelkörnigen Quarzen übernommen. In dieser Zone erfolgt eine deutliche Kornvergrößerung, doch sind nicht selten inselartige Reliktpartien der Saumzone zu beobachten. Im großen

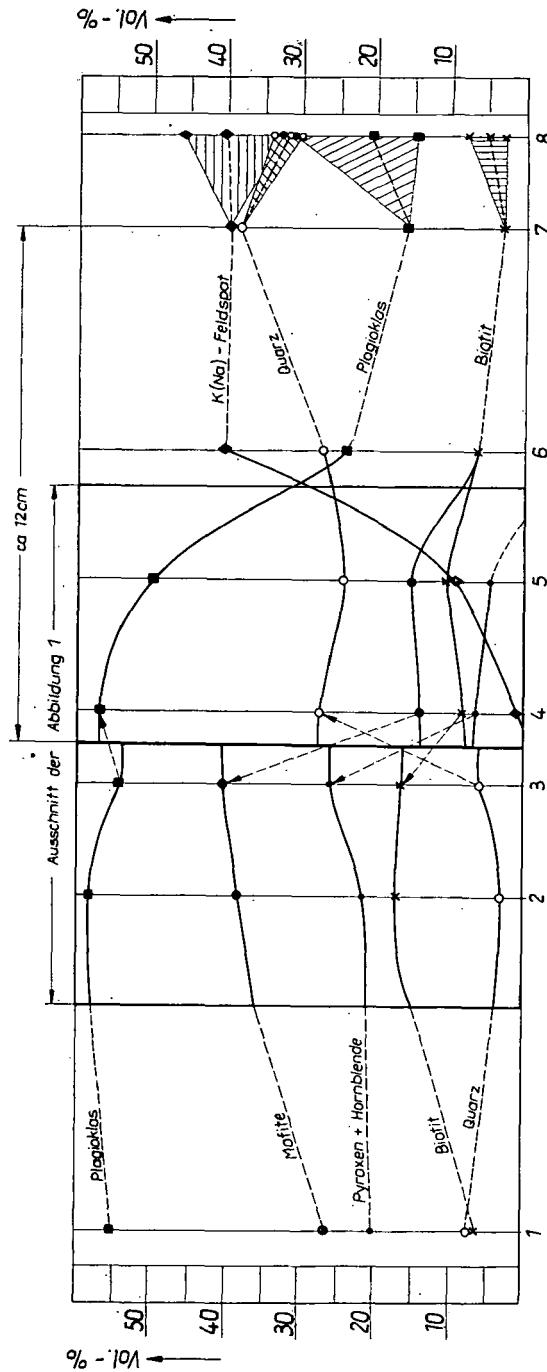


Abb. 2. Variation im Mineralbestand der einzelnen Zonen und — zum Vergleich — Modus des Diorits und der Brockengranitvarietäten.

und ganzen ist das Gefüge poikiloblastisch, indem in den größeren Quarzen und den vereinzelt auftretenden Kalifeldspaten leisten- bis tafelförmiger Plagioklas und reliktsche Mafite enthalten sind. Größere Plagioklaskörner werden von Quarz korrodiert und zerlegt, wobei gelegentlich auch schriftgranitähnliche Verwachsungen zu beobachten sind. In einigen Schlfen sind Hornblendeaggregate vorhanden. Die Hornblende ist, im Unterschied zum Biotit und Augit, völlig frisch.

Der *metablastische Diorit in etwas größerer Entfernung* ist im wesentlichen durch eine Zunahme des Kalifeldspates gekennzeichnet. Die cm-großen Kalifeldspatblasten umschließen reliktschen Plagioklas, frische Hornblendekörner, chloritisierten Biotit und akzessorische Kornarten (Apatit und Opakbestand). Neben völlig und teilweise zersetzten klein- bis mittelkörnigen Plagioklaskörnern treten frische Plagioklase mit Anorthitgehalten zwischen 44 und 52% An auf. Das Gefügebild ist sehr wechselhaft. Während manche Bereiche noch das Gefüge des Normaldiorits aufweisen, herrschen im allgemeinen ausgesprochen metablastische Partien mit großen Quarz- und Kalifeldspatkörnern vor. Die mafitischen Komponenten sind, wie sich bereits im Anschliffbild erkennen läßt, fleckenförmig zusammengedrängt. Trotz der starken kristalloblastischen Überprägung und des lebhaften Wechsels von Mineralbestand und Gefüge beweisen typische Mineral- und Gefügerelikte die ursprüngliche Natur dieser Gangzone. Als Mineralneubildung dieses metablastischen Diorits tritt akzessorisch Orthit in Erscheinung.

In einer Entfernung von ca. 6 Zentimetern entspricht die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins schließlich dem durchschnittlichen Modus des Brockengranits. Die reliktschen Bereiche treten immer stärker zurück. Die Mafitflecken werden abgebaut, und es bleiben an diesen Stellen Aggregate opaker Akzessorien zurück.

Der *Granit aus der Mitte des Verdrängungsganges*, der auf der Abbildung 1 nicht mehr erfaßt ist, besteht im wesentlichen aus xenomorphen Kalifeldspatkörnern, ebensolchen Quarzen und zumeist völlig zersetzten Plagioklasen. Femische Minerale sind nicht vertreten. Im Schliffbereich finden sich jedoch Erzpartikel und Chlorit stellenweise angehäuft, die als Umwandlungsreste der Mafite gedeutet werden müssen. Ihre Anordnung läßt vermuten, daß auch die ausgesprochen granitischen Partien der Gänge durch vollständige Verdrängung des ursprünglichen Diorits entstanden sind, jedoch läßt sich diese Annahme nicht beweisen. Auch im Ganggranit ist xenomorpher, fetzenartiger Orthit enthalten. Eine weitere Mineralneubildung stellt Granat dar, der in mm-großen Körnern auftritt. Die Granatkörner umschließen Quarz und Kalifeldspat und stellen offenbar eine relativ junge Bildung mit blastischer Wachstumstendenz dar. Bei idiomorpher Korngestalt an der Grenze Granat/Kalifeldspat enthalten die rundlichen Granatkörner mit dem benachbarten Kalifeldspat gleichorientierte Einschlüsse. Der Granat ist entlang feiner Risse chloritisiert.

Die *Abbildung 2* läßt erkennen, daß der Ganggranit recht gut mit der modalen Zusammensetzung der verschiedenen Brockengranit-varietäten übereinstimmt. Lediglich der Quarzgehalt ist etwas höher als im Brockengranit. Im Unterschied zu den Granitvarietäten des Brockenmassivs ist *frischer* Biotit im granitischen Ganggestein nicht enthalten; der im Modus erfaßte Biotit (7) entspricht Chlorit-Erzanhäufungen, die ihrer Form nach zu urteilen aus Biotit hervorgegangen sind.

Chemismus und Stoffbilanz

Um die stofflichen Veränderungen zu erfassen, wurden die einzelnen Zonen des Verdrängungsganges chemisch untersucht. Der Analyse liegt eine Kombination von kolorimetrischen (SiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5), flammenphotometrischen (Na_2O , K_2O), emissionsspektralanalytischen (MnO , FeO , CaO , MgO) und komplexometrischen (CaO , MgO , Al_2O_3) Methoden zugrunde. In einer tabellarischen Übersicht sind die angewandten Verfahren und die benutzten Geräte zusammengestellt. Untersucht wurden auf diese Weise der dem Verdrängungsgang benachbarte Diorit, die dunkle Saumzone, das an diese Zone grenzende Gestein und schließlich das granitoide Material aus der Gangmitte. Die Resultate der chemischen Untersuchung sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Bei einem Vergleich der Analysenwerte fällt auf, daß zwischen den Gesteinstypen 2 und 3 nur geringfügige chemische Unterschiede bestehen. Der SiO_2 -Wert ist etwas größer, wie das nach der Modalanalyse zu erwarten war. Der erhöhte Mafitgehalt (s. *Abb. 2*) kommt in den chemischen Bestimmungen nicht zum Ausdruck, indessen ist eine gute Abtrennung der schmalen Saumzone für die chemische Analyse recht schwierig. Merkliche chemische Unterschiede ergaben sich erwartungsgemäß für das Ganggestein. Die im Typ 4 im Dünnschliff beobachteten Quarz- und Kalifeldspatgehalte bedingen entsprechende SiO_2 - und K_2O -Werte; die sprun-

	Aufschluß	Methode	Literatur	Gerät
SiO ₂	NaOH	spektralkolorimetrische Bestimmung als Molybdänblau, Reduktion mit Metol	J. P. RILEY [1958]	Spektralkolorimeter SPE-KOL VEB Carl Zeiss
Gesamt Fe als Fe ₂ O ₃		spektralkolorimetrische Bestimmung mit 2,2' — Dipyridyl		
P ₂ O ₅	HF/HClO ₄	spektralkolorimetrische Bestimmung, Molybdänblau-Reaktion mit Ascorbinsäure als Reduktionsmittel		
K ₂ O Na ₂ O		flammenphotometrische Bestimmung nach (NH ₄) ₂ CO ₃ -Fällung	M. WEIBEL [1961]	Flammenphotometer Modell III VEB Carl Zeiss Jena
TiO ₂ MnO CaO < 1,5 % MgO < 1,5 %		Emissionsspektralanalyse, Proben mit Kohlepulver (1:2) vermischt, Vergleichselement: Palladium	L. H. AHRENS [1954]	UV-Spektrograph Q24, VEB Carl Zeiss Jena
CaO > 1,5 %	Na ₂ CO ₃	Titration mit ÄDTA, Mischindikator: Murexid/Fluorexon, Zugabe von Triäthanol- u. Hydroxylaminhydrochlorid	E. WOHLMANN [1961]	
MgO > 1,5 %		Titration von Mg + Ca mit ÄDTA, Indikator: Thymolphthalexon, Zugabe von Triäthanol-u. Hydroxylaminhydrochlorid		
Al ₂ O ₃		Titration mit ÄDTA, Indikatorsystem: PAN + Kupferkomplexonat	H. FLASCHKA & H. ABDINE [1956]	
Glühverlust		Gewichtsverlust bei 1000°		
H ₂ O		Gewichtsverlust bei 110°		

hafte Abnahme der mafitischen Gemengteile andererseits reduzierte Fe₂O₃-, MgO- und CaO-Gehalte.

Bei einem Vergleich der Analysen der Typen 4 und 7 stellt es sich heraus, daß die Zone neben dem Diorit ein ausgesprochenes Übergangsstadium darstellt.

Tabelle 1

Chemische Zusammensetzung des Diorits und des granitoiden Verdrängungsganges (Nummern nach Abbildung 4)

Gesteinstyp	2	3	4	7
SiO ₂	52,9	53,3	66,8	76,4
TiO ₂	0,92	0,80	0,88	0,27
Al ₂ O ₃	16,3	16,0	14,8	12,9
Fe ₂ O ₃ ¹⁾	9,19	9,20	4,74	1,01
MnO	0,16	0,16	0,072	0,025
MgO	5,71	5,59	1,80	0,28
CaO	8,87	8,86	4,58	0,49
Na ₂ O	2,67	2,96	2,92	1,67
K ₂ O	0,91	0,72	1,88	5,70
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,20	0,05
Glühverlust	1,94	2,47	1,55	0,98
H ₂ O	0,22	0,26	0,10	0,06
Summe	99,9	100,4	100,3	99,8

¹⁾ Gesamteisen

Die Veränderungen im Chemismus lassen sich gut überblicken, wenn aus den Analysenwerten die BARTHSche Standardzelle errechnet wird (Tabelle 2). Zum Vergleich sind in diese Tabelle die Kationenzahlen des Diorits der Brockenmassiv-Ostrandzone und des Brockengranits einbezogen. Wegen der geringfügigen Unterschiede wurde Typ 3 nicht mit aufgenommen. Ohne die in der Tabelle 2 enthaltenen Zahlenwerte im einzelnen zu besprechen, sei darauf hingewiesen, daß die Kalzium- und Magnesiumzahlen für den Diorittyp unmittelbar neben dem granitoiden Gang größer sind als im normalen Diorit. Die Siliziumzahl ist — in Übereinstimmung mit dem Modus — niedriger. Im Übergangsmaterial kommt es vor allem zu einer sprunghaften Abnahme von Kalzium, Magnesium und Eisen und zu einer Zunahme von Kalium und Silizium. Der granitoide Gesteinstyp aus der Gangmitte ist im Chemismus dem Brockengranit bereits weitgehend angeglichen. Wenn wir von geringfügigen Differenzen absehen, gibt es nur bei den Natrium-, Kalzium- und

Tabelle 2

BARTH'sche Standardzelle der Gesteine

Kation:	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	Si ⁴⁺	Ti ⁴⁺	P ⁵⁺	O	OH ⁻
Gestein D	1,3	4,8	7,8	6,3	6,7	15,6	52,7	0,2	0,2	149,7	10,3
2	1,2	5,2	8,9	7,9	6,4	17,8	49,4	0,6	0,1	154,0	6,0
4	2,0	5,0	4,3	2,4	3,1	15,1	58,1	0,6	0,2	150,7	9,3
7	6,2	3,0	0,5	0,4	0,7	13,0	65,3	0,2	0,1	154,2	5,8
G	6,1	5,2	1,2	0,4	1,7	13,8	63,4	0,1	0,1	155,6	4,4

D=Diorit der Brockenmassiv Ostrandzone

G=Brockengranit

2,4,7=Nummern nach Abbildung 4

Eisenwerten merkliche Unterschiede. Bei gleichem Kaliumgehalt führt der Ganggranit weniger Natrium als im Brockengranit durchschnittlich enthalten ist. Auch der Kalziumwert liegt, entsprechend dem geringen Plagioklasgehalt, niedriger. Im Brockengranit ist schließlich mehr Eisen enthalten als im Ganggranit.

Aus dem skizzierten Befund läßt sich die Schlußfolgerung ziehen, daß die metasomatische Umbildung des Diorits von Lösungen bewirkt wurde, die besonders reich an Kalium und Kieselsäure waren. Vor der Verdrängungsfront angereichert bzw. weggeführt wurden im wesentlichen die Elemente Kalzium, Magnesium und Eisen. Formal läßt sich dieser Vorgang durch folgende Stoffbilanz ausdrücken:

Zufuhr:	4,9 K ⁺	Wegfuhr:	1,8 Na ⁺
	12,7 Si ⁴⁺		7,3 Ca ²⁺
	<hr/> 17,6 Metall-Atome		5,9 Mg ²⁺
			6,0 Fe ³⁺
			2,6 Al ³⁺
			0,1 P ⁵⁺
			<hr/> 4,5 (OH) ⁻
			23,7 Metall-Atome
			und 4,5 (OH)-Ionen

Nach den hauptsächlich zugeführten Stoffen können wir die Bildung der granitoiden Verdrängungsgänge als Spezialfall einer Kieselsäure-Kaliummetasomatose betrachten. Er wurde bereits früher vom Verfasser in eine schematische Zusammenstellung der metasomatischen Prozesse im Brockenmassiv und in dessen Kontaktaureole aufgenommen, jedoch nicht näher beschrieben [SEIM, 1963]. Auch für die Verdrängungsgänge dürfen wir annehmen, daß ihre Entstehung von granitmagmatischen, an SiO₂ und K₂O angereicherten Restlösungen bewirkt wurde, die entlang der Klüfte in den Dioritkörper eindringen. Für einen solchen Vorgang sprechen zwei weitere Beobachtungen.

In dem Ganggranit sind einige akzessorische Minerale allem Anschein nach angereichert, deren Entstehung auch an anderer Stelle mit einer erhöhten Konzentration postmagmatischer Lösungen an entsprechenden Elementen erklärt wird [z. B. BROMLEY, 1964, ZIMMERLE, 1963]. Sorgfältige Bestimmungen von BAUMGARTEN [1965] ergaben, daß in metablastischen „Granodioriten“ mit einer Zirkonzufuhr von etwa 450 g/t zu rechnen ist. Während der Zirkon des „Normaldiorits“ einen Integralkoeffizient von 0,6 aufweist, ergibt sich für die metablastischen Gesteine ein Wert von 1,8. Von ZIMMERLE [1963] beschriebene Zirkon- und Monazitaneicherungen am Endokontakt einer Granitintrusion erklären sich ebenfalls aus einer Konzentration der für die Bildung dieser Minerale erforderlichen Elemente in der Restschmelze.

Geochemische Untersuchungen können weiteres Material für die Unterscheidung zwischen magmatischen und metasomatischen Gangbildungen erbringen. TAYLOR [1964] weist auf bestimmte Gesetzmäßigkeiten hin, indem er schreibt: „In these veins are derived from a residual granitic melt, they should be enriched in elements such as Rb, Cs, and Tl. If the melt was rich in volatiles, and this is probably a necessary assumption if the host rock is to be penetrated by such material to any distance, then high concentrations of elements such as the rare earths, Zr, Hf, Nb, Ta etc., may be anticipated.“ Die zweite Beobachtung betrifft die Entwicklung granodioritischer Gesteinstypen an der Grenze Diorit-Granit, auf die im folgenden Abschnitt näher eingegangen wird.

3. BEZIEHUNGEN ZUR METASOMATISCHEN ÜBERPRÄGUNG DES DIORITS

Die beschriebenen Gänge sind nur eine Form der metasomatischen Umbildung des Diorits. Sie sind offenbar an den Kontakt des Diorits zu den pelitischen und quarzitischen Sedimentiten gebunden. Im Grenzbereich Diorit-Granit treten demgegenüber mehr schlierige granitische Bereiche im Diorit, die früher als Intrusion des Brockengranitmagmas aufgefaßt und zur Altersbestimmung der Intrusionen herangezogen wurden, auf. Bereits ältere Bearbeiter waren sich indessen der Problematik dieser, mit dem Diorit durch Übergänge verbundenen Gesteinsbereiche bewußt. Die gelegentlich postulierte gleichzeitige Intrusion von Diorit und Granit bezeugt das. Die Rolle metasomatischer Prozesse im Endstadium der magmatischen Kristallisation und deren Auswirkung auf Rahmengesteine, speziell die „Verdrängung der ausgeschiedenen Kristalle durch aggressiven Kalifeldspat und danach oder daneben ebensolchen Quarz“ [ERDMANNSDÖRFFER, 1948] wurde eben erst später erkannt.

Nicht selten sind innerhalb des Diorits kalifeldspat- und quarzblastische Bereiche aufzufinden, die ohne scharfe Grenze zum normalen Diorit überleiten. Gefügebeobachtungen lassen keinen Zweifel daran aufkommen, daß es sich, im Unterschied zu Kalifeldspat-Quarz = Zwickelfüllungen, um metablastische Typen handelt. Aus den Dioriten bis Quarzdioriten des Brockenmassivs gehen granodioritische bis granitische Gesteine hervor, deren Entwicklungsrichtung in der *Abbildung 3* — Quarz-Kalifeldspat-Plagioklasdreieck — markiert ist. Die Endtypen haben gewöhnlich einen höheren Quarzgehalt als die Granite des Brockenmassivs, deren Zusammensetzung im gleichen Dreieck dargestellt wurde. Nur wenige Proben zeichnen sich, genau wie die Randbereiche des Verdrängungsganges, durch eine Quarzzunahme bei fehlender Kalifeldspateinsprossung aus. In diesen quarzreichen Dioriten sind die Mafite mehr oder weniger zersetzt und korrodiert.¹

Nur ausnahmsweise haben die metablastischen Diorite eine modale Zusammensetzung, die den Brockengraniten entspricht. Das unterscheidet sie von den granitoiden Verdrängungsgängen (Punkte 6 und 7). Entweder ist bei diesen die Metasomatose bis zum Granitstadium vorangeschritten, oder wir haben es in der Übergangszone mit ihren Mineral- und Gefügerelikten mit einem metasomatischen Gestein und in der Gangmitte mit einer Intrusion von Granit zu tun. Ohne Beweise beibringen zu können, scheint uns die erste Annahme verständlicher. Auch die mafitischen Erz-Chloritanhäufungen des grobkörnigen Ganggranits erinnern sehr an die besser rekonstruierbaren Mafitrelikte in der porphyroblastischen Übergangszone. Die Annahme einer „selektiven Verdrängung“, wie sie MICHEELSEN [1960] für präkambrische Pegmatite von Bornholm wahrscheinlich machen kann, dürfte hier kaum gerechtfertigt sein. Aus dem Quarz-Feldspat-Mafit-Dreieck, in dem die Streubreite des Diorits, des metablastischen Diorits und des Granits abgegrenzt sind, läßt sich entnehmen, daß die Quarzzunahme im wesentlichen auf Kosten der dunklen Gemengteile erfolgte, während die Feldspatsumme annähernd konstant bleibt. Der Granit des untersuchten Gangs liegt am Rande des Brockengranitfeldes und zeichnet sich durch einen geringfügig höheren Quarzgehalt aus (*Abb. 3*, Punkt 7).

¹ Die Felderabgrenzung im Quarz-Kalifeldspat-Plagioklasdreieck erfolgte nach dem Vorschlag von STRECKEISEN [1964].

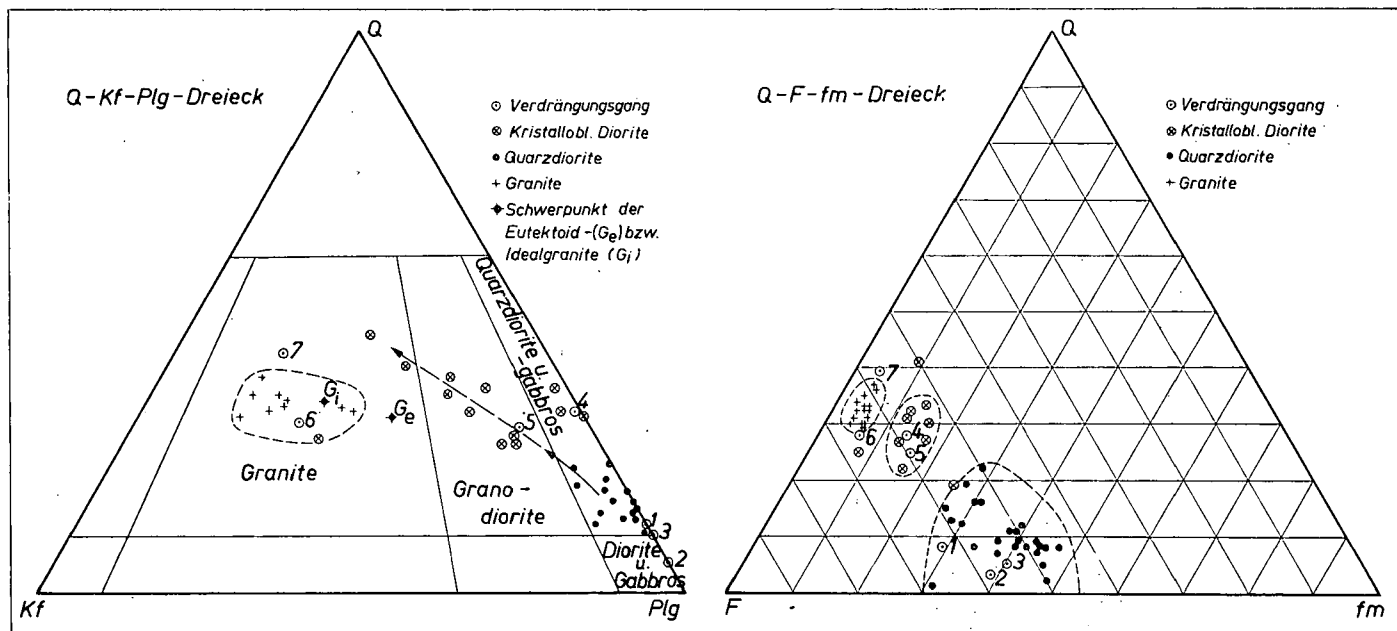


Abb. 3. Darstellung des Modalbestandes der Gesteinstypen einschließlich der kristalloblastischen Diorite aus dem Grenzbereich Granit—Diorit im Quarz—K(Na)-Feldspat-Plagioklas—Dreieck und im Dreieck Quarz-felsische-femische Minerale.

Eine blastische Überprägung dioritischer Gesteine kann unter anderen Bedingungen auch zu Gesteinen mit niedrigem Quarz- und hohem Kalifeldspatgehalt führen. Auf diese Weise entstanden gelegentlich Syenite, wie LANGERFELD [1962] durch eingehende Untersuchung entsprechender Gesteinstypen im Schwarzwald zeigen konnte. In der Kontaktzone des Brockengranits wurde u.a. ein Diabas durch Kalifeldspatblastese zu einem (Meta-)Alkalitrachyt umgebildet. Von einem ägirin-augitischen Syenit, der in Gestalt kleiner steiler Gänge in einem Teschenit unweit von Budnany/ČSSR vorkommt, schreibt FIALA [1965]: „Der Syenit entsteht metasomatisch durch Verdrängung des Teschenits, wie auch Reliktstrukturen zweifellos beweisen.“ Wenn wir in Rechnung stellen, daß solche Gesteine das Resultat von Stoffaustauschprozessen darstellen, berühren wir damit nicht zuletzt ein Problem der petrographischen Nomenklatur. Wenn wir die Nomenklatur der Magmatite auf solche Bildungen beziehen, dann geschieht das in der Absicht, Mineralbestand (und Gefüge) in einfacher Weise zu charakterisieren. Richtiger wäre es, von granitoiden, syenitoiden, alkalitrachytoiden usw. Metasomatiten zu sprechen; vorausgesetzt natürlich, daß die Bildungsweise erkennbar ist. Auch WIESENER [1966] stellte die Metasomatite, die sich vorwiegend im Spätstadium plutonischer und im Verlauf metamorpher Prozesse bilden und wohl zumeist keine große Ausdehnung aufweisen, kürzlich zu den Hauptgruppen der Gesteine. Ihre sichere Abgrenzung von Magmatiten wird indessen nicht selten problematisch sein.

ZUSAMMENFASSUNG

In einem kontaktnahen Dioritsteinbruch des Brockenmassivs (Ostrandzone) treten granitoide Ganggesteine auf. Geländeuntersuchungen führen in Verbindung mit mikroskopischen Beobachtungen zu dem Ergebnis, daß es sich bei diesen Bildungen um *Verdrängungsgänge* handelt, wie sie wohl zuerst von GOODSPEED beschrieben wurden. Die Variationen im Mineralbestand und Chemismus der einzelnen Zonen des Verdrängungsganges wurden ermittelt. In einem gesonderten Abschnitt wird auf die Beziehungen zwischen den Granitgängen im Diorit und den metablastisch überprägten Dioriten, wie sie in Granitkontaktnähe nicht selten auftreten, eingegangen.

LITERATUR

- AHRENS, L. H. [1954]: Quantitative spectrochemical analysis of silicates. — Pergamon Press, London.
- BAUMGARTEN, E. [1965]: Petrographische Untersuchungen des Diorits der Brockenmassiv-Ostrandzone. — Unveröffentlichte Diplomarbeit, Rostock.
- DOWES, D. R. [1953]: The transformation of tillite by migmatization at Mount Fitton, South Australia. — Quart. Journ. Geol. Soc. London *109*, 455—481.
- BROMLEY, A. V. [1964]: Allanite in the Tan-y-Grisiau microgranite, Merionethshire, North Wales. — American Mineralogist, Menasha *49*, 1747—1752.
- BÜSCH, W. und MEHNERT, K. R. [1966]: Dioritbildung durch Remobilisation. — Tscherms. Min. Petr. Mitt., *XI*, 246—265.
- BURKE, K. [1959]: Replacement veins in the Dahomeyan of Ghana. — Geol. Mag., *96*, 353—360.
- CHINNER, G. A., SANDO, M. und WHITE, A. J. R. [1956]: On the supposed transformation of tillite to granite at Mount Fitton, South Australia. — Geol. Mag., *93*, 18—24.
- CHROBOK, S. M. [1964]: Geologische Untersuchungen im Brockenmassiv. — Wiss. Zeitschr. Humboldt-Universität z. Berlin, *13*, 126.
- EFIMOV, A. A. und IVANOVA, L. P. [1963]: Über einige metasomatische Erscheinungen, die die Bildung von Pyroxenitgängen in Duniten bedingen. — Dokl. Akad. Nauk. SSSR, *148*, 427—430.

- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. [1950]: Aus dem Grenzgebiet Magmatisch-Metamorph. — Z. deutsch. Geol. Ges., 204—2212.
- [1951]: Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. — Heidelb. Beitr. Min. Petr., 2, 334—377.
- FIALA, F. [1965]: Lokalität 13, Straßeneinschnitt von Budnany. — Exkursionsführer zur Konferenz: Paläovulkanite der Böhmisches Masse, Prag.
- FLASCHKA, H. und ABDINE, H. [1956]: Zur komplexometrischen Titration von Eisen und Aluminium und der Summe beider, — Zeitschr. anal. Chem. 152, 77—85.
- GOODSPEED, G. E. [1940] Dilation and Replacement Dikes. — Journ. of. Geol. 48, 175—195.
- HÄRME, M. und LEITALA, M. [1955]: An example of granitization. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 168, 97—99.
- JANARDAN, RAO Y. [1959]: Replacement dikes in the migmatites of Yellandlapad. — Curr. Sci. India, 28, 242—243.
- LANGERFELD, H. [1961]: Über Syenitbildung durch Palingenese und Kalifeldspat-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. — Jb. geol. Landesamt Baden—Württemberg, 5, 19—51.
- MEHNERT, K. R. [1959]: Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. — Fortschr. Mineral., 37/2, 117—206.
- MICHEESEN, H. I. [1960]: Pegmatites in the Pre-Cambrian of Bornholm, Denmark. — Rep. Twenty-First-Session Norden, Part XVIII, 128—136, Copenhagen.
- PALIVCOVA, M. [1959]: Die Beziehungen zwischen Gesteinsgängen und Vererbung. — N. Jb. f. Min. Monatshefte, 110—120.
- REITAN, P. H. [1960]: The genetic significance of two kinds of basified zones near small pegmatite venis. — Rep. Twenty-First-Session Norden, Part XVIII, 102—107, Copenhagen.
- RILEY, J. P. [1958]: The rapid analysis of silicate rocks and minerals. — Anal. Chim. Act. 19, 413—458.
- SEIM, R. [1960]: Über kontaktmetasomatische Prozesse an einem Diorit-Granitkontakt. — Geologie, 9, 513—520.
- [1963]: Petrographische Untersuchungen an kontaktmetasomatischen Gesteinen vom Ostrand des Brockenmassivs. — Geologie, Beiheft 37, Berlin.
- SMITHSON, S. B. [1965]: Oriented plagioclase grains in K-feldspar porphyroblasts. — Contr. Geol. Laramie 4, 63—68.
- STRECKEISEN, A. [1960]: Zur Klassifikation der Eruptivgesteine. — N. Jb. Min., Monatshefte, 125—222.
- TAYLOR, S. R.: The application of trace element data to problems in petrology.
- WEIBEL, M. [1961]: Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse. — Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt. 41, 285—294.
- WIESENER, H. [1966]: Zum Gesteinsbegriff. — Tschermin. und Petr. Mitt. XI, 203—208.
- WINKLER, H. G. F. und v. PLATEN, H. [1957, 1958, 1960]: Experimentelle Gesteinsmetamorphose I bis IV. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 13, 42—69. 15, 91—112. 18, 294—316.
- WOHLMANN, E. [1961]: Schnellverfahren zur Analyse einfacher Silikate. — Zeitschr. f. angew. Geol., 7, 534—539.
- ZIMMERLE, W. [1963]: Eine Anreicherung von Zirkon und Monazit in der Kontaktzone des Rattlesnake-Granits, Südkalifornien. — N. Jb. Mineral. Abh., 100, 164—184.

PROF. DR. ROLF SEIM
 DR. JÜRGEN EIDAM
 Sektion Geologische Wissenschaften
 Ernst-Moritz-Arndt-Universität
 Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a
 22 Greifswald
 Deutsche Demokratische Republik